第40卷 第1期
2023年1月

干 旱 区 研 究
ARID ZONE RESEARCH

Vol. 40 No. 1
Jan. 2023

定量评估黑河流域4种下垫面类型对地表温度的影响

李尔晨[1]， 张 羽[1]， 苑广辉[1,2]

（1. 南京信息工程大学，中国气象局气溶胶-云-降水重点开放实验室，江苏 南京 210044；
2. 南京信大安全应急管理研究院，江苏 南京 210044）

摘 要： 本文利用黑河流域4个不同土地覆盖类型站点（分别为沙漠、玉米地、果园和蔬菜地）的微气象观测数据，分析非沙漠下垫面相比沙漠的冷却作用，对直接分解温度理论（Direct Decomposed Temperature Metric，DTM）和内在生物物理理论（Intrinsic Biophysical Mechanism，IBPM）进行能量闭合订正，对比两种理论的定量结果并研究干旱地区4种下垫面类型对地表温度的生物物理效应。在进行能量闭合订正之后，DTM理论与IBPM理论的计算结果都更加符合观测结果，尤其是夜间。订正后的IBPM方法计算出的温度差和观测的温度差更接近。IBPM理论结果表明与能量再分配有关的非辐射效应在白天发挥了非常重要的作用，空气动力学粗糙度（平均-4.97 K）和波文比项（平均-2.43 K）均可产生冷却作用，甚至超过了辐射效应（平均+5.21 K），DTM也有类似的结果。夜间直接生物物理效应比白天要弱，间接影响（环境背景差异）甚至可以超过直接影响。

关键词： 下垫面类型；生物物理效应；定量评估方法；能量闭合订正

土地利用/土地覆盖变化（Land Use Land Cover Change，LULCC）是全球变化的重要环节和主要原因之一[1]，目前很多研究证明LULCC例如森林砍伐、农业化及城市化发展对区域气候（如地表温度）有重要影响[2-9]。受背景气候的影响，高纬度及中纬度森林砍伐通常会使地表降温，特别是在有雪的情况下[10-11]，但在低纬度地区森林砍伐通常有变暖效应[2]。农业化通常会产生降温效应，不同的农业覆盖类型产生不同的冷却信号，而农田的灌溉通常会使冷却效果放大[12-16]。城市因大量的人工放热及绿地减少等因素导致其地表温度明显高于自然下垫面，且通常也会受背景气候影响[17-21]。

基于地表能量平衡方程量化不同下垫面对地表温度的生物物理效应有两种经典的理论。第一种方法是Lee等[2]开发的"内在生物物理机制"方法（Intrinsic Biophysical Mechanism，IBPM），该理论引入能量再分配因子，将地表温度的变化归因于辐射强迫、地表粗糙度和波文比3种生物物理效应[22-23]。Zhao等[24]改进IBPM，以量化地表温度对城市化的响应。Chen和Dirmeyer[25]在原始的IBPM中加入了背景大气的影响（间接影响），将辐射、地表粗糙度和波文比的生物物理效应作为直接影响。研究表明，直接生物物理反馈中地表粗糙度是主导因素，其他效应起次要作用，间接反馈（大气变化）甚至会超过这些直接影响的作用。第二种是Juang等[3]首次提出的直接分解温度（Direct Decomposed Temperature Metric，DTM）理论，在地表能量平衡的条件下分析由地表净辐射、土壤热通量、感热通量和潜热通量差异引起的地表温度变化。Chen和Dirmeyer[25]将DTM和IBPM理论应用于对比八对通量站点观测结果。发现用DTM理论计算的裸土和森林之间的地表温度差异与观测到的温度差异一致，在IBPM法中加入背景大气差异订正后，IBPM的结果也与观测结果相一致。Wang等[23]利用微气象观测资料量化了库布齐沙漠地区造林对地表温度的生物物理效应。对比DTM和IBPM理论得到的温度差异分解结果，均与观测结果基本一致。

生物物理过程受区域气候条件影响[23]，有研究表

收稿日期： 2022-06-01； **修订日期：** 2022-07-11
基金项目： 国家自然科学基金项目（42005061）；江苏省基础研究计划自然科学基金（BK20200818）
作者简介： 李尔晨（2001-），男，硕士研究生，主要从事陆气相互作用研究. E-mail: lec0325@163.com
通讯作者： 苑广辉. E-mail: yuangh@nuist.edu.cn

明，造林的辐射效应在高纬度地区占主导地位，故森林砍伐地区地表通常会降温，尤其在冬季[10-11,26-27]。非辐射效应在热带地区更重要，例如，地表粗糙度变化，在潮湿比在干燥的背景气候条件下更重要[2,22,28-29]，导致森林砍伐通常有变暖效应[2]。温带地区森林的生物物理效应还存在争议。有研究认为，在温带地区，辐射和非辐射效应趋于平衡，相互抵消[30]。Peng等[31]评估了中国造林对地表温度的影响。结果表明，与邻近的草原或农田相比，森林在白天有降温作用，在夜间有增温作用。然而，哪种生物物理因素对地表温度变化产生的贡献最大目前还不清楚[23]。中国大部分地区处于中纬度，有多种气候类型，其中干旱半干旱地区的生态环境非常脆弱。近年来，在全球气候变暖与人类活动的双重影响下，中国西北干旱区的生态环境问题日益突出[32]。中国干旱及半干旱地区的下垫面条件转换例如防治荒漠化、退耕还林等正在广泛发生，其对地表温度产生的生物物理效应仍存在很大的不确定性。

卫星观测被广泛应用于研究LULCC对地表温度的生物物理效应[7,22,33-34]。Bright等[28]结合了卫星数据和观测数据，证明非辐射过程主导了区域气候对LULCC的响应。Schultz等[35]使用卫星和再分析数据来研究白天和夜间LULCC的生物物理效应，结果表明地表粗糙度的差异可以导致裸土相比森林白天增温(+2 K)，而夜间降温(-0.5 K)。Ge等[36]利用2001—2012年的卫星观测，基于IBPM理论量化了中国造林的辐射和非辐射效应对地表温度变化的贡献，证明了森林通过辐射效应引起0.23 K(±0.21 K)的升温，而通过非辐射效应降温0.74 K(±0.50 K)。结合卫星数据应用以上基于能量平衡方程的估算方法时，由于缺少土壤热通量和感热通量的数据，只能根据能量平衡方程，在土壤热通量为零的假设条件下，计算得到感热通量，再进一步计算各贡献因子的大小，显然这样的定量估算存在较大误差。

测量陆-气中能量、水分和碳交换的通量观测网的发展为量化LULCC的生物物理效应提供了一个良好的平台[37]。根据站点观测结果来检验IBPM和DTM理论的有效性是个非常好的选择。黑河流域生态水文过程综合研究(Heihe Watershed Allied Telemetry Experimental Research，HiWATER)旨在构建国际水平的流域观测系统，多个站点的涡动相关系统和自动气象站提供了辐射、感热通量(*SH*)、潜热通量(*LE*)和微气象数据，为我们研究干旱地区不同下垫面类型对地表温度的生物物理效应提供了可靠的数据[38]。

基于以上原因，选取黑河流域(Heihe River Basin，HRB)4个邻近的不同下垫面类型(沙漠、果园、蔬菜地、玉米地)的测站为研究对象，由于背景气候较为一致，其地表温度差异可归因于下垫面类型差异。考虑到地表能量不闭合，对DTM和IBPM的潜热和感热通量进行了能量不闭合订正以改进IBPM和DTM理论，进而量化不同下垫面对地表温度的生物物理效应，评估IBPM和DTM理论在量化LULCC对地表温度影响的适用性。

1　数据和方法

1.1　数据来源

本文所采用的数据来自于中国国家自然科学基金委员会(NSFC)于2010年启动的HiWATER实验项目。HiWATER实验于2012年5—9月开展了第一个专题实验，非均匀地表蒸散发多尺度观测实验(Multi-Scale Observation Experiment on Evapotranspiration，HiWATER-MUSOEXE)[38]。该实验由一个大实验区(30 km×30 km)和一个核心试验区(5.5 km×5.5 km)两个嵌套矩阵组成一个通量观测矩阵。核心试验区设立于甘肃省张掖市黑河流域中游地区的盈科灌区农田内。实验场周围平坦开阔，是一个较理想的绿洲农田观测场。根据农作物、居民区、防护林的分布，在实验场设置17个站点进行观测(详情见Xu等[38]和Li等[39])。

本文选取2012年6—9月4个邻近观测站点14号、神沙窝、17号、1号站点(图1)进行分析，分别对应玉米地、沙漠、果园、蔬菜土地覆盖类型。每个站点都具备自动气象站(AWS)来测量微气象要素以及涡动相关系统(EC)测量通量数据。平均通量数据每30 min输出一次，微气象要素数据间隔10 min。剔除下雨天的数据及缺测数据。

1.2　方法介绍

选取下垫面属性差异较大的地表温度进行对比，即将玉米地、果园、蔬菜地分别与沙漠对比，以便利用DTM和IBPM理论分析下垫面类型对地表温度的生物物理效应。

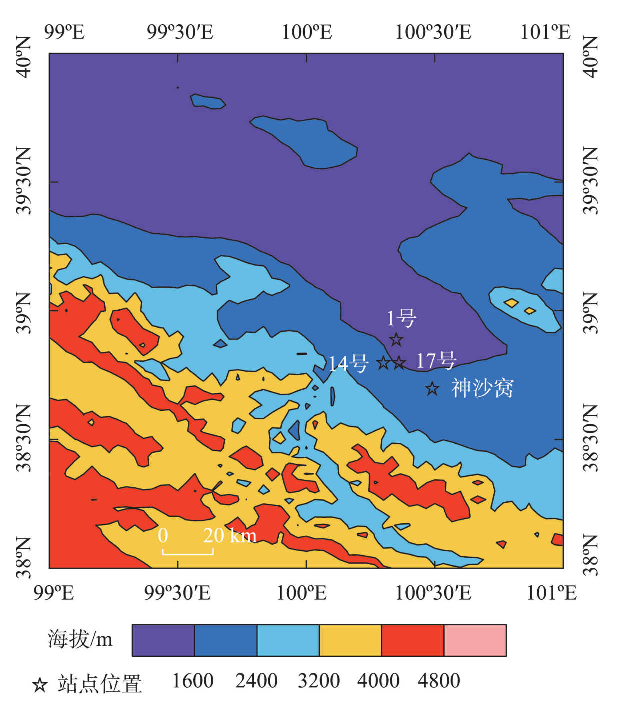


图1 4个站点的位置和地形高度

Fig. 1 The location of the four sites and the terrain height

1.2.1 DTM理论 DTM理论由Juang等[3]提出，忽略了其他的热源/汇和下垫面储存热量的影响后，地表能量平衡方程可表达为

$$SH+LE+G=R_n=S_{\downarrow}(1-\alpha)+L_{\downarrow}-\varepsilon\sigma T_s^4-(1-\varepsilon)L_{\downarrow} \quad (1)$$

式中：SH 为感热通量($W \cdot m^{-2}$)；LE 为潜热通量($W \cdot m^{-2}$)；G 为地表土壤热通量($W \cdot m^{-2}$)；R_n 为地表净辐射($W \cdot m^{-2}$)；α 为地表反照率；$S_{\downarrow}$ 为入射短波辐射($W \cdot m^{-2}$)；$L_{\downarrow}$ 为入射长波辐射($W \cdot m^{-2}$)；ε 为地表发射率；σ 为斯蒂芬-玻尔兹曼常数($W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$)；$T_s$ 为地表温度(K)。将所对比下垫面的温度做差，忽略地表发射率的差异，省略了高阶项的泰勒展开式为：

$$\Delta T_s=T_s'-T_s\approx\frac{1}{4T_s^3}(T_s'^4-T_s^4)= \lambda_0\left(\left(\Delta\left[S_{\downarrow}(1-\alpha)\right]+\Delta\left(\varepsilon L_{\downarrow}\right)\right)-\Delta LE-\Delta SH-\Delta G\right) \quad (2)$$

式中：T_s' 与 T_s 为不同下垫面的地表温度。$\lambda_0\approx 1/4\sigma T_s^3$。上式将不同下垫面类型对地表温度的影响归因于短波和长波辐射项、感热通量项、潜热通量项和地表土壤热通量项。

1.2.2 IBPM理论 IBPM理论同样由地表能量平衡方程(公式1)变化而来，由Lee等[2]提出并假设距离较近的不同下垫面背景气候一致，但实际情况并不满足，Chen和Dirmeyer[25]对原始IBPM理论做出修正，即加入了背景大气的差异(ΔT_a)：

$$\Delta T_s\approx\frac{\lambda_0}{1+f}(\Delta R_n-\Delta G)-\frac{\lambda_0}{(1+f)^2}(R_n-G)\Delta f_1-\frac{\lambda_0}{(1+f)^2}(R_n-G)\Delta f_2+\Delta T_a \quad (3)$$

式中：$f=\frac{\rho C_p}{4\sigma r_a T_s^3}\left(1+\frac{1}{\beta}\right)$ 为能量再分配参数；$\beta=SH/LE$ 为波文比；ρ 为空气密度($kg \cdot m^{-3}$)；C_p 为定压比热($W \cdot s^{-1} \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$)；$T_s$ 为空气温度(K)。Δf_1 与 Δf_2 分别将能量再分配参数归因于空气动力学阻抗和波文比：

$$\Delta f_1=-\frac{\rho C_p}{4\sigma T_s^3}\left(1+\frac{1}{\beta}\right)\frac{\Delta r_a}{r_a^2} \quad (4)$$

$$\Delta f_2=-\frac{\rho C_p}{4\sigma r_a T_s^3}\frac{\Delta\beta}{\beta^2} \quad (5)$$

式中：$r_a=\rho C_p\frac{T_s-T_a}{SH}$ 为空气动力学阻抗。

1.2.3 地表能量闭合 能量平衡方程(公式1)可变化为：

$$R_n-G=SH+LE \quad (6)$$

式中：左边为有效能量(E_a)，右端为湍流热通量(E_t)。通常选用能量平衡比率 EBR 来估算地表能量闭合程度，定义湍流热通量与有效能量之比即为能量闭合率 $EBR=\frac{\sum(SH+LE)}{\sum(R_n-G)}$，能量平衡残差 $E_{res}=R_n-G-SH-LE$，定义半小时的能量闭合率 EBR_{hr} 来描述短时间内能量闭合特征，即 $EBR_{hr}=(SH+LE)/(R_n-G)$。

为了避免能量不闭合的影响，对IBPM与DTM理论进行订正，将能量平衡残差按照波文比的大小分配给感热和潜热通量[25,40]：

$$SH'=\beta/(1+\beta)\times E_{res}+SH \quad (7)$$

$$LE'=1/(1+\beta)\times E_{res}+LE \quad (8)$$

1.2.4 地表土壤热通量的订正 土壤热通量可由热通量板测量，热通量板通常有一定埋深，其测量值不能代表地表的土壤热通量[41]。在HiWATER实验中，热通量板置于地下6 cm处，本文采用阳坤和王介民[41]的方法将观测的土壤热通量订正至地表。

2 结果与分析

2.1 不同下垫面的地表温度差异

如图2a所示4个测站地表温度达到峰值的时间

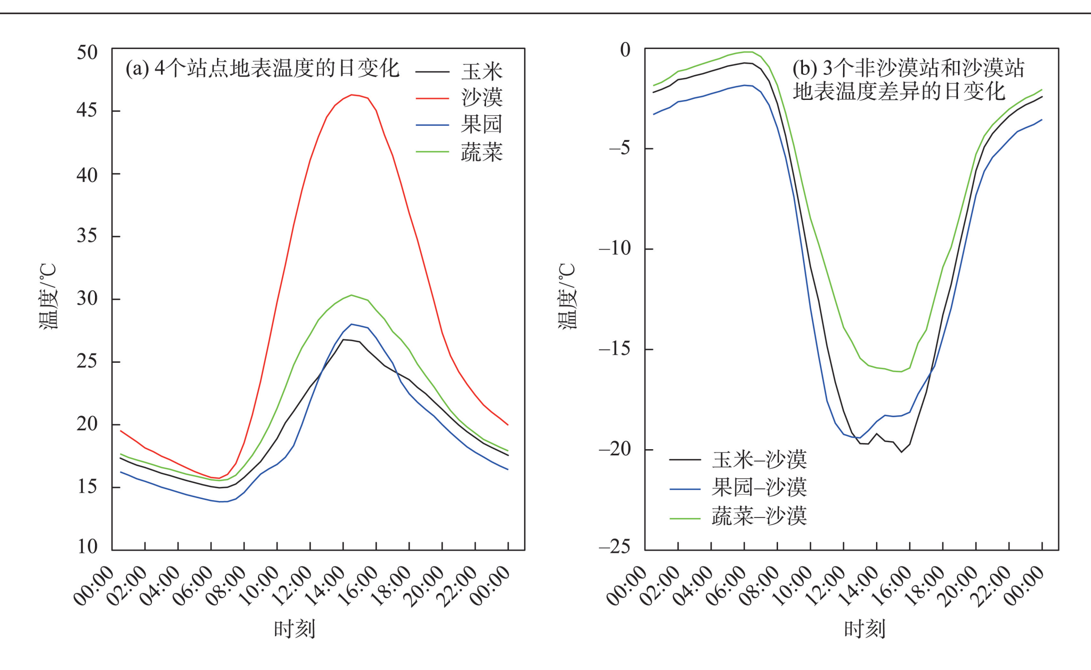


图2　2012年6—9月HRB地区4个站点地表温度的日变化及非沙漠站和沙漠站地表温度差异

Fig. 2　Diurnal variations of land surface temperature and the differences between the non-desert sites and desert site in HRB from June to September 2012

均在14:00左右,谷值出现在7:00左右。无论白天还是夜间沙漠的地表温度都是4个测站中最高,日变化也最大,沙漠日最高温度可达46.3 ℃,最低温15.7 ℃。蔬菜、玉米和果园站的地表温度日较差比沙漠小的多(平均13.6 ℃)。以上3种下垫面与沙漠的地表温度在白天和夜间都有较明显的不同(图2b)。蔬菜站点白天的地表温度在三者之间最高,与沙漠的温差最小(为表征相比沙漠植被冷却作用的强弱,温差的大小指温度差异的绝对值,下同),15:30时温差为-16.1 ℃。白天13:00—17:00点,玉米站地表温度低于果园,与沙漠的地表温差最大,可达到-20.1 ℃,其余时间果园与沙漠的温差最大。夜间,依旧是蔬菜地与沙漠的地表温差最小(平均-1.4 ℃),果园与沙漠的地表温差最大(平均-2.9 ℃)。

2.2　IBPM与DTM方法的订正

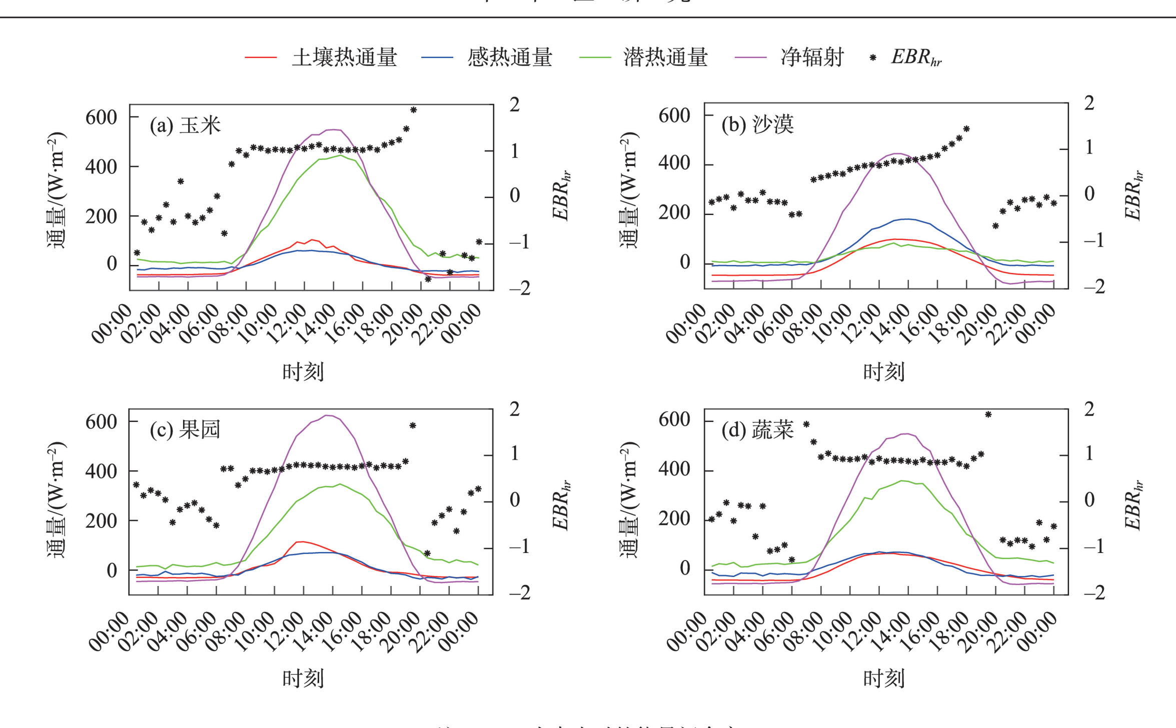
2.2.1　能量不闭合

根据地表能量日变化(图3),*LE* 无论在白天还是夜间都是正值,表明该地区的地表水分以蒸散为主,凝结作用相对较弱。白天地表吸收短波辐射后,通过感热通量(*SH*)和潜热通量(*LE*)向大气传输热量,通过土壤热通量(*G*)向土壤传输热量。白天除了沙漠的其他3种下垫面能量交换以潜热为主,沙漠则因为其本身过于干旱,潜热较小,反而感热的能量输送更为重要。在沙漠,白天 *SH* 占净辐射 R_n 的40%~60%,最大可达181.2 W·m^{-2}, *LE* 的最大值仅有84.7 W·m^{-2}。玉米地潜热可达445.5 W·m^{-2},占净辐射的80%。果园和蔬菜地的潜热分配比例相对玉米地较低,果园潜热可达347.5 W·m^{-2},占净辐射的55%;蔬菜地潜热可达360.7 W·m^{-2},约占净辐射的65%。夜间地表发射长波辐射,无短波辐射能量来源,净辐射均为负值。夜间感热通量和土壤热通量的传输方向与白天相反,即白天存储在上层大气和深层土壤中的热量在夜间进行释放。

图3显示4种下垫面在白天的能量闭合率均可达到80%~90%,其中沙漠白天能量闭合率稍弱。夜间的能量闭合率均较差,EBR_{hr} 基本在30%以下,玉米、果园和蔬菜3个站点夜间的 EBR_{hr} 波动较大甚至出现大范围负值。基于这几种下垫面的能量不闭合情况,通过公式7和公式8对DTM和IBPM中的潜热通量和感热通量项进行订正,称订正后的DTM和IBPM理论[25,40]。

2.2.2　IBPM理论订正前后对比

对4个站点选取0:00—3:00和12:00—15:00分别作为夜间和白天的分析时段。对比IBPM订正前后在白天的定量结果(图4a,图4c,图4e),订正前后几乎无差别,这是由于白天能量闭合率较高,对感热通量和潜热通量的订正效果不明显。利用IBPM各贡献项求和计算出的地表温度差与观测地表温度差相比绝对值较低,



注：EBR_{hr} 为半小时的能量闭合率。

图3　HRB地区4个站点地表能量分配和 EBR_{hr} 的平均日变化特征

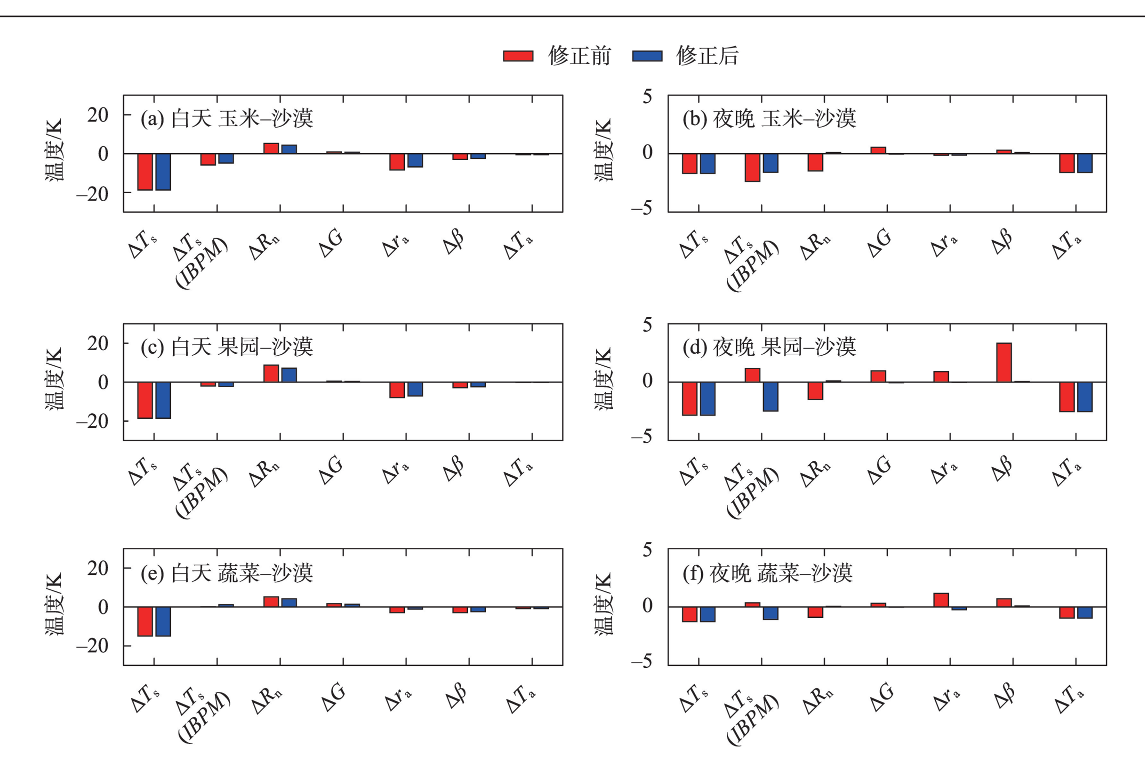
Fig. 3　Surface energy distribution and EBR_{hr} at four sites in HRB

整体低估了植被下垫面相对于沙漠的降温效果，甚至计算出的蔬菜地有轻微的增温效果。净辐射项与土壤热通量项使得植被测站相比沙漠站具有增温效应，这要归因于沙漠的反照率比较大，而且土壤层之间的温度梯度大导致其土壤热通量很大，不过土壤热通量差异产生的增温信号要比反照率差异产生的增温信号弱很多。沙漠在空气动力学上来说表面更光滑，粗糙度小，热量传递效率较差，不利于感热通量向上传递热量，而植被测站较大的粗糙度促使感热通量向上传递热量，使粗糙度项表现出明显的降温效应。与其他生物物理效应相比，粗糙度差异产生的生物物理效应贡献较大，与辐射项的贡献接近，是其他贡献因子的3倍多。植被测站较高的潜热通量具有较明显的降温作用，因此，波文比项在白天也为植被测站提供了一个冷却信号，且3种植被测站的差异非常小（平均值为−2.42 K）。与其他项比，气温的差异对白天地表温度差异的作用较小，可以忽略。果园、玉米地和蔬菜地的反照率分别为0.13、0.18、0.17，果园反照率最小，白天吸收的净辐射最多，极大程度上抵消了粗糙度项和波文比项的冷却效应，使计算得到的果园降温效应很小（只有−2.23 K）。蔬菜地和玉米地的反照率都比果园大一些，导致净辐射项的增温效果没有果园强（平均弱2.88 K）。另外，蔬菜地的粗糙度与沙漠差异最小导致粗糙度项的降温效应最弱（−1.08 K），正负贡献几乎抵消。IBPM理论计算出玉米地的降温效果最强。

夜间（图4b，图4d，图4f），利用订正后的IBPM各贡献项求和计算出的地表温度差与订正之前的IBPM相比，前者更符合观测结果。订正前后各贡献项差异很大，除气温差以外的其他生物物理效应都变小，导致夜间气温差与地表温度差非常一致。Chen和Dirmeyer[25]把 T_a 项归结于背景大气条件的影响即间接作用，把反照率、粗糙度和波文比作为直接生物物理因素，并认为间接作用甚至可以超过直接生物物理效应，这与我们的结果一致，即夜间不同下垫面类型产生的地表温度差更大程度上由背景大气条件决定。

2.2.3 DTM理论订正前后对比　对比白天订正前后DTM的生物物理效应（图5a，图5c，图5e），订正后的各贡献项求和计算出的地表温度差显示植被下垫面相比沙漠是增温效应，这与实际情况完全相反。

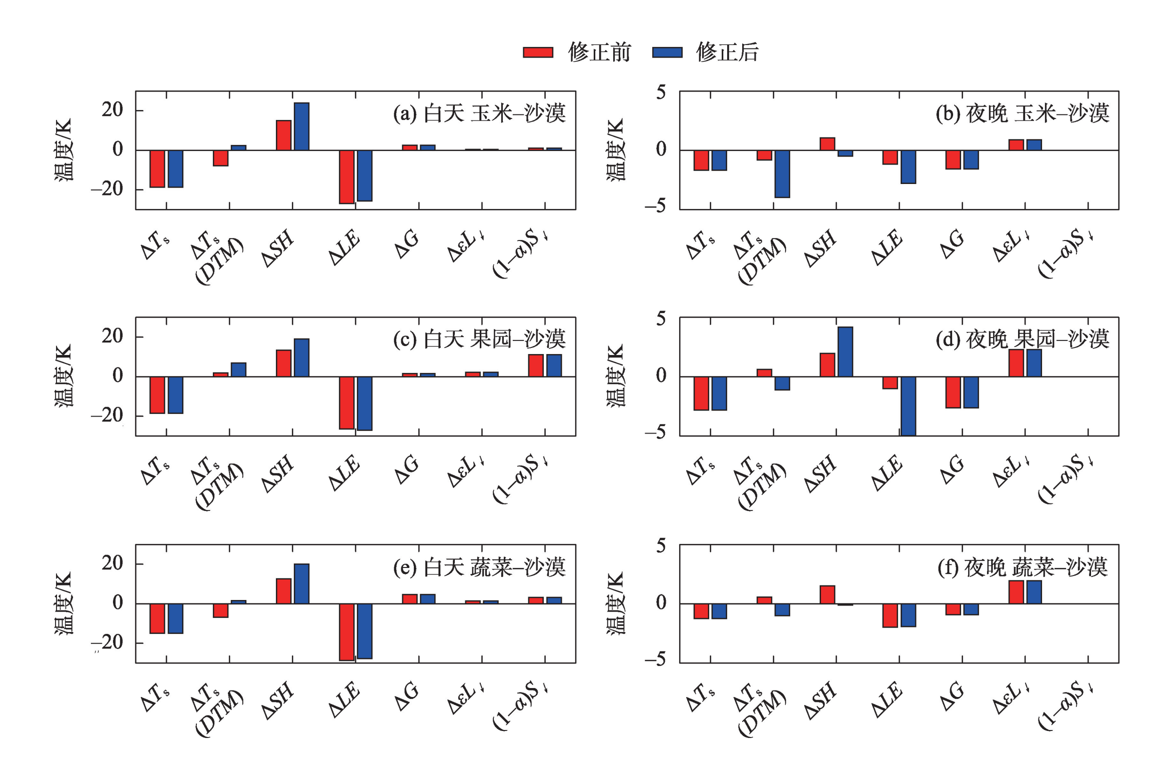
夜间订正后DTM的各贡献项求和计算出的地表温度差相比订正前更接近观测结果（图5b，图5d，图5f）。因为沙漠的地表水分含量太低，潜热项依旧呈现很明显的降温效应。土壤热通量项也提供了



注：Δ表示非沙漠站与沙漠变量之差；T_s 为地表温度；R_n 为地表净辐射项；G 为地表土壤热通量项；r_a 为空气动力学阻抗项；β 为波文比项；T_a 为空气温度项。下同。

图4　2012年6—9月HRB地区白天和夜间订正前后的IBPM理论生物物理效应划分

Fig. 4　The biophysical effects according to IBPM and revised IBPM during (a, c, e) daytime and (b, d, f) nighttime from June to September 2012 in HRB



注：SH 为感热通量；LE 为潜热通量；α 为地表反照率；$S_\downarrow$ 为入射短波辐射；$L_\downarrow$ 为入射长波辐射；ε 为地表发射率。

图5　2012年6—9月HRB地区白天和夜间订正前后的DTM理论生物物理效应划分

Fig. 5　The biophysical effects according to DTM and revised DTM during (a, c, e) daytime and (b, d, f) nighttime from June to September 2012 in HRB

冷却信号，这是因为夜间虽然是沙漠的土壤热通量最强，但能量传输方向是从深层土壤到地表，对其他3种下垫面来说这个是降温的因素。长波辐射项有增温的效果归因于沙漠缺乏水汽和云的覆盖而减弱了向下长波辐射。订正后玉米地由于长波辐射项无法抵消潜热项与土壤热通量项的降温作用，使计算的降温效果最强（达到−3.97 K）。对蔬菜地来说，潜热项和土壤热通量项的冷却信号都较小，长波辐射项的增温信号又较大，导致蔬菜站点冷却作用最弱，但与实际观测值最接近（相差0.25 K）。果园订正DTM的各贡献项求和计算出的冷却作用比实际弱1.71 K。

2.3 订正后的IBPM和DTM理论计算结果对比

订正后的IBPM与DTM均表明夜间的订正效果更好（图4，图5），订正后的两种方法计算得到的植被下垫面与沙漠之间的温差情况更加符合观测结果（表1）。Chen和Dirmeyer[25]也有类似的结论。

表1 订正前后IBPM和DTM与观测地表温差的对比

Tab. 1 The comparison of the ΔT_s between observation and revised or non-revised IBPM and DTM /K

	玉米	果园	蔬菜
ΔT_s（观测）	−1.68	−2.82	−1.24
ΔT_s（IBPM）−ΔT_s（观测）	−0.68	3.9	1.59
ΔT_s（订正后 IBPM）−ΔT_s（观测）	0.09	0.35	0.18
ΔT_s（DTM）−ΔT_s（观测）	0.87	3.44	1.79
ΔT_s（订正后 DTM）−ΔT_s（观测）	−2.28	1.71	0.25

注：T_s表明与沙漠地表温度做差。

在夜间，订正后的IBPM分解显示直接生物物理效应的各分量均较小，没有反映出不同生物物理因素对地表温度贡献的差异，反而是间接作用更重要。DTM赋予每个能量平衡分量相同的权重，因此一些被划分的贡献分量比观测到的ΔT_s大几倍[23]。总的来说订正后的IBPM方法计算出的温度差和观测温度差更接近，在进行生物物理效应分析中推荐使用订正的IBPM方法，但其在本研究中显示的夜间直接生物物理效应较弱的情况，还需要更多的观测数据加以验证，可结合订正后的DTM方法分析夜间生物物理效应。

3 结 论

本文用观测数据研究了相对于沙漠地不同的农业化模式对地表温度影响的差异，并对DTM和IBPM理论进行能量不闭合订正，量化该地区4种下垫面类型对地表温度的生物物理效应贡献。得出以下结论：

（1）相对于沙漠来说，蔬菜地、玉米地和果园这3种下垫面在白天和夜间都有降温效应。蔬菜地降温最少（平均白天−15.4 K，夜间−1.4 K）。玉米地在白天降温最强（平均−19.3 K），果园在夜间降温最强（平均−2.9 K）。

（2）基于能量平衡原理对IBPM和DTM的潜热和感热通量进行了能量不闭合订正，结果表明，两种方法都是夜间的改善效果更好，计算得到的沙漠与植被下垫面之间的温差情况更加符合观测结果。订正后的IBPM方法计算出的温度差和观测的温度差更接近。

（3）IBPM分解结果表明与能量再分配有关的空气动力粗糙度（平均−4.97 K）和波文比项（平均−2.43 K）的贡献甚至超过了辐射效应（平均+5.21 K），主导了白天的生物物理效应。夜间气温的间接影响甚至超过了直接生物物理效应。

IBPM方法计算出的温度差和观测温度差虽然更为接近，但其在本研究中显示的夜间直接生物物理效应较弱的情况，还需要更多的观测数据加以验证，可结合订正后的DTM方法分析夜间生物物理效应。HiWATER-MUSOEXE仅于2012年5—9月进行了观测，本文所使用的数据量相对较少，且10 a间下垫面条件不断发生变化，为了更好地了解干旱地区不同下垫面类型产生的区域气候变化和生物物理效应，还需要更多的连续观测数据和分析方法来进行研究，同时结合数值模拟进一步验证。

致谢：本研究的数据由国家青藏高原数据中心(http://data.tpdc.ac.cn)提供，对HiWATER-MUSOEXE实验中的所有工作人员表示衷心的感谢！

参考文献(References)：

[1] 刘婉如, 陈春波, 罗格平, 等. 巴尔喀什湖流域土地利用/覆被变化过程与趋势[J]. 干旱区研究, 2021, 38(5): 1452−1463. [Liu Wanru, Chen Chunbo, Luo Geping, et al. Change processes and trends of land use/cover in the Balkhash Lake basin[J]. Arid Zone Research, 2021, 38(5): 1452−1463.]

[2] Lee X, Goulden M, Hollinger D, et al. Observed increase in local cooling effect of deforestation at higher latitudes[J]. Nature, 2011, 479(7373): 384−387.

[3] Juang J, Katul G, Siqueira M, et al. Separating the effects of albedo from eco-physiological changes on surface temperature along a successional chronosequence in the southeastern United States[J]. Geophysical Research Letters, 2007, 34(21): L21408. doi: 10.1029/2007GL031296.

[4] Zhang M, Lee X, Yu G, et al. Response of surface air temperature to small-scale land clearing across latitudes[J]. Environmental Research Letters, 2014, 9(3): 034002.

[5] Baldocchi D, Ma S. How will land use affect air temperature in the surface boundary layer? Lessons learned from a comparative study on the energy balance of an oak savanna and annual grassland in California, USA[J]. Tellus B: Chemical and Physical Meteorology, 2013, 65(1): 19994.

[6] Betts A, Desjardins R, Worth D, et al. Impact of land use change on the diurnal cycle climate of the Canadian Prairies[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2013, 118(21): 11996–12011.

[7] Zhao K, Jackson R. Biophysical forcings of land-use changes from potential forestry activities in North America[J]. Ecological Monographs, 2014, 84(2): 329–353.

[8] Broucke S, Luyssaert S, Davin E, et al. New insights in the capability of climate models to simulate the impact of LUC based on temperature decomposition of paired site observations[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2015, 120(11): 5417–5436.

[9] Luyssaert S, Jammet M, Stoy P, et al. Land management and land-cover change have impacts of similar magnitude on surface temperature[J]. Nature Climate Change, 2014, 4: 389–393.

[10] Claussen M, Brovkin V, Ganopolski A. Biogeophysical versus biogeochemical feedbacks of large-scale land cover change[J]. Geophysical Research Letters, 2001, 28(6): 1011–1014.

[11] Bounoua L, DeFries R, Collatz G, et al. Effects of land cover conversion on surface climate[J]. Climate Change, 2002, 52: 29–64.

[12] Campra P, Garcia M, Canton Y, et al. Surface temperature cooling trends and negative radiative forcing due to land use change toward greenhouse farming in southeastern Spain[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2008, 113(D18): 1044.

[13] Kueppers L, Snyder M, Sloan L, et al. Irrigation cooling effect: Regional climate forcing by land-use change[J]. Geophysical Research Letters, 2007, 34(3): 407–423.

[14] Lobell D, Bala G, Duffy P. Biogeophysical impacts of cropland management changes on climate[J]. Geophysical Research Letters, 2006, 33(6): 272–288.

[15] Zhang Y, Liu H, Foken T, et al. Coherent structures and flux contribution over an inhomogeneously irrigated cotton field[J]. Theoretical and Applied Climatology, 2011, 103: 119–131.

[16] Adegoke J, Roger S, Eastman J, et al. Impact of irrigation on midsummer surface fluxes and temperature under dry synoptic conditions: A regional atmospheric model study of the U. S. high plains [J]. Monthly Weather Review, 2003, 131(3): 556–564.

[17] Kalnay E, Cai M. Impact of urbanization and land use on climate change[J]. Nature, 2003, 423(6939): 528–531.

[18] McCarthy M, Best M, Betts R. Climate change in cities due to global warming and urban effects[J]. Geophysical Research Letters, 2010, 37(9): 232–256.

[19] Zhao L, Lee X, Smith R. et al. Strong contributions of local background climate to urban heat islands[J]. Nature, 2014, 511: 216–219. doi. org/10. 1038/nature13462.

[20] Basara J, Hall P, Schroeder A, et al. Diurnal cycle of the Oklahoma City urban heat island[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2008, 113: D20109.

[21] Lin S, Feng J, Wang J, et al. Modeling the contribution of long-term urbanization to temperature increase in three extensive urban agglomerations in China[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2016, 121(4): 1683–1697.

[22] Burakowski E, Tawfik A, Ouimette A, et al. The role of surface roughness, albedo, and Bowen ratio on ecosystem energy balance in the Eastern United States[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2018, 249(28): 367–376.

[23] Wang L, Lee X, Schultz N, et al. Response of surface temperature to afforestation in the Kubuqi Desert, Inner Mongolia[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2018, 123(2): 948–964.

[24] Zhao L, Lee X, Smith R, et al. Strong contributions of local background climate to urban heat islands[J]. Nature, 2014, 511(7508): 216–219.

[25] Chen L, Dirmeyer P A. Adapting observationally based metrics of biogeophysical feedbacks from land cover/land use change to climate modeling[J]. Environmental Research Letters, 2016, 11(3): 034002. doi: 10. 1088/1748-9326/11/3/034002.

[26] Davin E, Noblet-Ducoudré N. Climatic impact of global-scale deforestation: Radiative versus nonradiative processes[J]. Journal of Climate, 2010, 23(1): 97–112.

[27] Bonan G, Pollard D, Thompson S. Effects of boreal forest vegetation on global climate[J]. Nature, 1992, 359(6397): 716–718.

[28] Bright R, Davin E, O'Halloran T, et al. Local temperature response to land cover and management change driven by non-radiative processes[J]. Nature Climate Change, 2017, 7(4): 296–302.

[29] Rigden A, Li D. Attribution of surface temperature anomalies induced by land use and land cover changes[J]. Geophysical Research Letters, 2017, 44(13): 6814–6822.

[30] Perugini L, Caporaso L, Marconi S, et al. Biophysical effects on temperature and precipitation due to land cover change[J]. Environmental Research Letters, 2017, 12(5): 053002.

[31] Peng S, Piao S, Zeng Z, et al. Afforestation in China cools local land surface temperature[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 2014, 111(8): 2915–2919.

[32] 曹永香, 毛东雷, 薛杰, 等. 绿洲–沙漠过渡带植被覆盖动态变化及其驱动因素——以新疆策勒为例[J]. 干旱区研究, 2022, 39(2): 510–521. [Cao Yongxiang, Mao Donglei, Xue Jie, et al. Dynamic changes and driving factors of vegetation cover in the oasis-desert ecotone: A case study of Cele, Xinjiang[J]. Arid Zone Research, 2022, 39(2): 510–521.]

[33] Duveiller G, Hooker J, Cescatti A. The mark of vegetation change on Earth's surface energy balance[J]. Nature Communication,

2018, 9: 679. doi: 10. 1038/s41467-017-02810-8.

[34] Li Y, Zhao M, Motesharrei S. et al. Local cooling and warming effects of forests based on satellite observations[J]. Nature Communication, 2015, 6: 6603. doi: 10.1038/ncomms7603.

[35] Schultz N, Lawrence P, Lee X. Global satellite data highlights the diurnal asymmetry of the surface temperature response to deforestation[J]. Journal of Geophysical Research Biogeosciences, 2017, 122(4): 903-917.

[36] Ge J, Guo W, Pitman A, et al. The nonradiative effect dominates local surface temperature change caused by afforestation in China [J]. Journal of Climate, 2019, 32(14): 4445-4471.

[37] Williams M, Richardson A, Reichstein M, et al. Improving land surface models with FLUXNET data[J]. Biogeosciences, 2009, 6 (7): 1341-1359.

[38] Xu Z, Liu S, Li X, et al. Intercomparison of surface energy flux measurement systems used during the HiWATER-MUSOEXE[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2013, 118(23): 13140-13157.

[39] Li X, Cheng G, Liu S, et al. Heihe watershed allied telemetry experimental research (HiWATER): Scientific objectives and experimental design[J]. Bulletin of American Meteorological Society, 2013, 94(8): 1145-1160.

[40] Twine T, Kustas W, Norman J, et al. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2000, 103(3): 279-300.

[41] 阳坤, 王介民. 一种基于土壤温湿资料计算地表土壤热通量的温度预报校正法[J]. 中国科学: 地球科学, 2008, 38(2): 243-250. [Yang Kun, Wang Jiemin. A temperature prediction-correction method for estimating surface soil heat flux from soil temperature and moisture data[J]. Scientia Sinica(Terrae), 2008, 38(2): 243-250.

Quantify the impacts of four land cover types on surface temperature in the Heihe River Basin

LI Erchen[1], ZHANG Yu[1], YUAN Guanghui[1,2]

(1. Key Laboratory for Aerosol-Cloud-Precipitation of China Meteorological Administration, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, Jiangsu, China; 2. Nanjing Xinda Institute of Safety and Emergency Management, Nanjing 210044, Jiangsu, China)

Abstract: Micrometeorological observations at four sites in the Heihe River basin from June to September 2012 are used to evaluate the direct decomposed temperature metric (DTM) theory and the intrinsic biophysical mechanism (IBPM), as well as to investigate the biophysical effects of land use and land cover change on surface temperature. Through the Heihe Watershed Allied Telemetry Experimental Research (HiWATER) project, the four sites were outfitted with Eddy Covariance Systems and other conventional weather instruments. The desert has the highest land surface temperature both daytime and nighttime. Compared to the desert site, the non-desert sites have average surface cooling effects of −17.8 K and −1.8 K during daytime and nighttime. Both the DTM and IBPM theories are founded on the surface energy balance equation; however, the energy balance ratios at the four sites range between 80% and 90% during the day and less than 30% at night. To revise the two theories, we distribute the imbalance term to the sensible and latent heat fluxes in proportion to the Bowen ratio. The biophysical effects of different types of land on surface temperature are then investigated by comparing the quantitative results of the two revised theories. The calculated surface temperature of DTM theory and IBPM theory agrees well with the observed results after forcing the energy balance closure to the fluxes, especially at night. The revised IBPM theory matches the observed results better than the revised DTM theory. The revised IBPM results show that the non-radiative effect related to the partitioning of available energy plays a significant role in the daytime cooling effect of non-desert sites. Changes in aerodynamic roughness (mean −4.97 K) and Bowen ratio (mean −2.43 K) both contribute a cooling signal during the day, and these cooling effects even outweigh the warming effects of the radiation term (mean +5.21 K). At night, the direct biophysical effects are weaker than during the day, and the indirect effects of the atmospheric background can even offset the direct biophysical effects.

Keywords: underlying surface type; biophysical effects; quantitative evaluation method; energy closure correction